



TITLE:

海洋大循環の熱力学とその応用(環境物理学-先端境界領域の創出へ向けて-,京都大学基礎物理学研究所
研究会報告書(YITP-W-06-02))

AUTHOR(S):

下川, 信也

CITATION:

下川, 信也. 海洋大循環の熱力学とその応用(環境物理学-先端境界領域の創出へ向けて-,京都大学基礎物理学研究所 研究会報告書(YITP-W-06-02)). 物性研究 2007, 88(4): 513-526

ISSUE DATE:

2007-07-20

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/110858>

RIGHT:

海洋大循環の熱力学とその応用

下川信也

独立行政法人 防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部

1. 非平衡開放系としての海洋系

非平衡熱力学の観点から見ると、海洋系は、熱フラックス・淡水フラックス・風応力、及び、潮汐を通して外系とつながっている非平衡開放系と考えることができる（図 1）。ここで、熱フラックスというのは、太陽からの短波放射，地球からの長波放射，蒸発による潜熱，大気との間の温度差による顕熱を表す。また、淡水フラックスというのは、降雨や蒸発による水の出入りのことを表す。

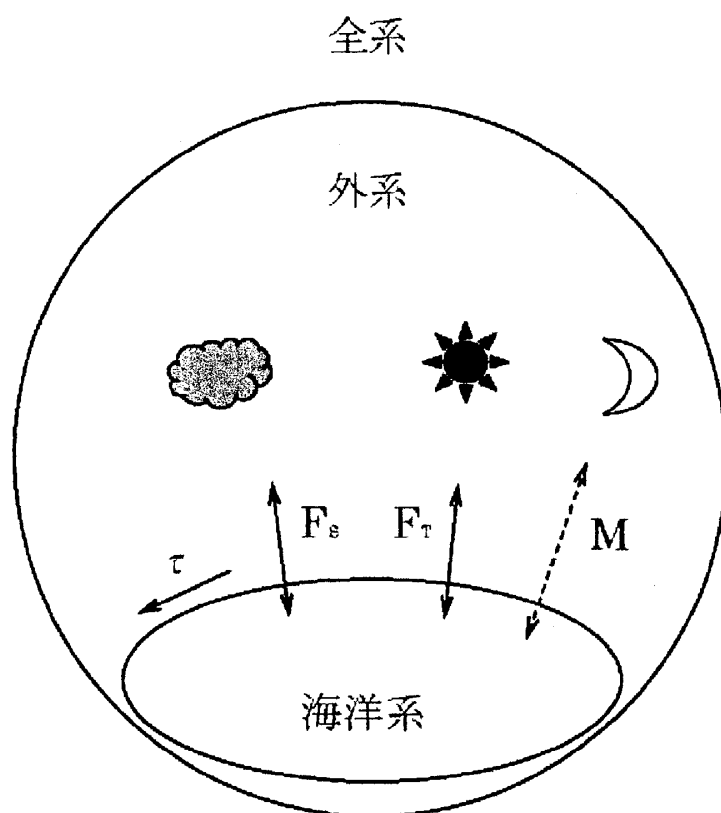


図 1. 非平衡開放系としての海洋系

（ τ は風応力， F_s は淡水フラックス， F_T は熱フラックス， M は潮汐）

その海洋系においては、不均一な熱と淡水のフラックスによって生じた熱と塩分の分布の不均一が熱塩循環という海洋の大規模な流れを引き起こす（図 2）。引き起こされた熱塩循環は、熱と塩分の輸送によってその不均一を解消しようとする。その意味で、海洋系における熱塩循環の形成は、海洋系を含む全系を最終的な平衡へと向わせるある過程であると考えることができる。その過程においては、全系の平衡に向かう割合、すなわち、エントロピー生成率が重要となる。

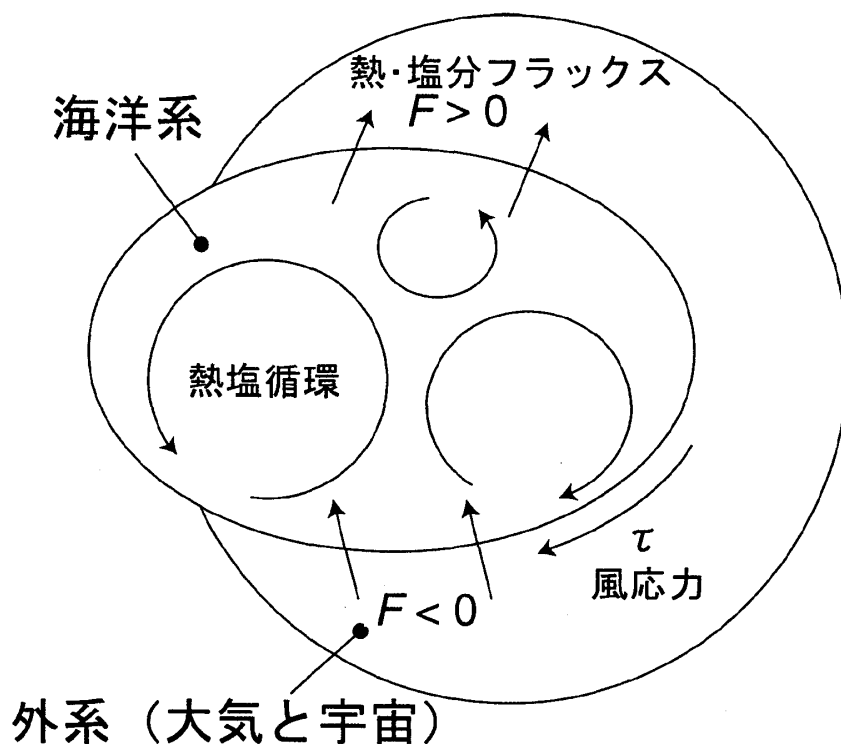


図 2. 海洋系における熱塩循環の形成

2. 非平衡系の安定性

非平衡系の安定性に関して、次の 2 つの仮説が知られている。ひとつは、エントロピー生成率最小の仮説（Prigogine, 1955）で、非平衡系はエントロピー生成率が最小となる状態で安定化するというものである。これは、第二法則によると孤立系のエントロピーは最大に向かうので、非平衡系でも系が安定な状態では、そのエントロピーは最大に近いと考えれば、その生成率は最小になるであろうという主張である。もうひとつは、エントロピー生成率最大の仮説（Sawada, 1981）で、先ほどとは逆に、非平衡系はエントロピー生成率が最大となる状態で安定化するというものである。これは、非平衡系は、もともとより大きな環境の非平衡を解消しようとして発達するのであるから、その環境の非平衡をより効率よく解消できる状態、すなわち、よりエントロピー生成率の高い状態に遷移していく

であろうという主張である。前者は、線形平衡に近い系（すなわち、熱伝導の領域）においてのみ成り立ち、大気や海洋のような非線形度及び非平衡度の高い系においては後者が成り立つ可能性が高いと考えられている。実際、エントロピー生成率最小の仮説を提唱した Prigogine 自身も晩年に出版した教科書において、「平衡から遠く離れた系においてはエントロピー生成率がより高い状態へと駆動される傾向がある」（Prigogine & Kondepudi, 1999, § 19.6）と記している。この後者の仮説は Maximum Entropy Production という意味で MEP と呼ばれる。

MEP の直感的な意味を理解するために、流体を下から温め上から冷やすような場合を考える。温度差、すなわち、環境の非平衡が小さいときは、熱は熱伝導によって運ばれる。しかし、温度差が大きくなってくると、熱をより効率よく運ぶために熱対流という秩序構造が発達する。熱対流はもともと熱をより効率よく運ぶために発達したのであるならば、その構造は熱をさらに効率よく運ぶ方向に発達してゆくであろうと考えるのは合理的であると思われる。その熱をより効率よく運ぶ状態というのは、環境の非平衡をより効率よく解消する状態であり、それはエントロピー生成率がより大きい状態となる。

MEP の具体例としては、例えば、Paltridge(1975)が大気と海洋の水平熱輸送に伴うエントロピー生成率が最大となる条件のもとに、現実的な地球の諸量の分布を再現した(図 3)。左から、温度、雲量、水平熱輸送の緯度分布を表す。点線が観測値、実線がエントロピー生成率最大の条件のものとの予測値である。図からわかるように両者はよい一致を示している。より詳しい研究が、多くの研究者（例えば、Grassl, 1981; Noda & Tokioka, 1983; Ozawa & Ohmura, 1997 など）によってなされているが、基本的に、これを支持する結果を得ている。しかし、海洋系において MEP を検証した研究はまだない。

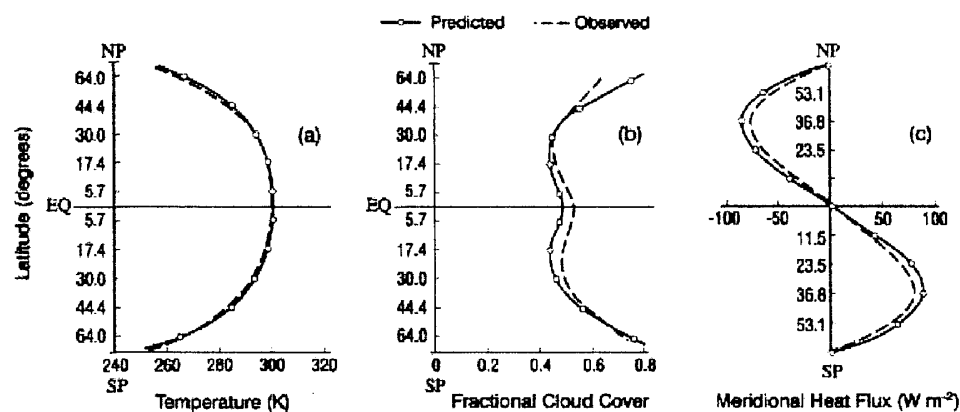


図 3. 温度、雲量、水平熱輸送の緯度分布の観測値と MEP による予測値 (Paltridge, 1975)

3. 海洋大循環とその多重解

現在の海洋の最も大規模な循環（これを海洋大循環と言う）は、極めて簡略化して言え

ば、大西洋高緯度の限られた領域で沈み込み、太平洋の広域で浮上し、それがインド洋の表層を通過して大西洋に戻るという一巡の流れになっている（図 4, Broecker, 1987）。ここで、海水が沈み込む領域が限られているのは、海水が沈み込むためには、表層水の密度が深層水の密度よりも大きくなる必要があるためである。海水の密度は、主に、水温と塩分濃度で決まり、水温が低いほど塩分濃度が高いほど、密度は大きくなる。低緯度表層では、塩分濃度は高いが、水温も高いために、密度としては小さくなる。高緯度表層でも太平洋では、水温は低い、塩分濃度も低いために、密度としては小さくなる。従って、表層で、水温が低く、塩分濃度が高いという両方の条件を満たすのは、北太平洋高緯度と南極周辺の限られた領域のみになる。

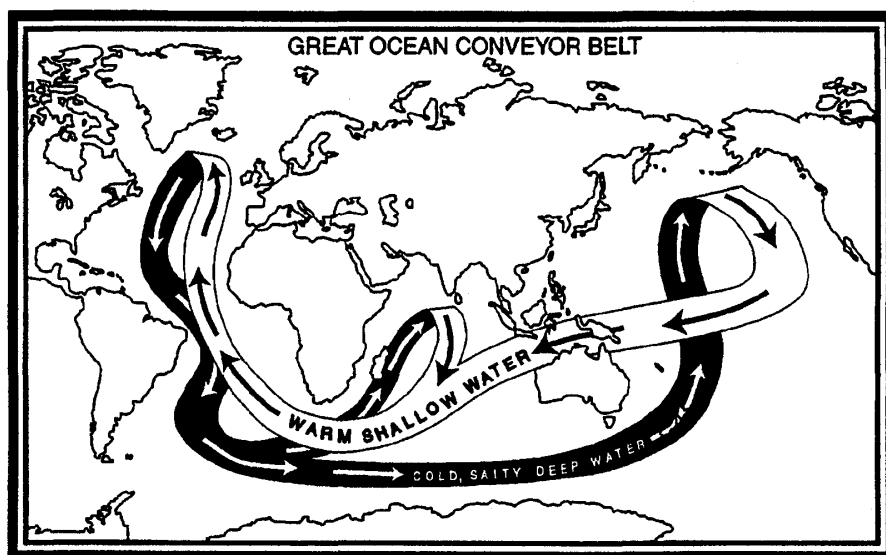


図 4. 海洋大循環の模式図 (Broecker, 1987)

その海洋大循環には同一境界条件下の多重解が存在することが知られている。例えば、Marotzke and Willebrand (1991)は、数値モデルにおいて、同一境界条件下で、図 5 のような 4 つの多重解が存在することを示した。それぞれの解に応じて、気候の状態は大きく変わる。これらのうち、現在の海洋の循環は、先に述べたように左上の図のようになっている。すなわち、Marotzke らは、現在と同じ境界条件下で、このほかに少なくとも 3 つの循環パターンが存在していることを示したことになる。このような海洋大循環自身は一巡するのに数千年かかるような長期の循環であるが、循環パターン間の遷移は、数十年程度で起こると考えられている。そして、循環パターン間の遷移は、それほど大きくない淡水のじょう乱、例えば、極域の氷が溶けるようなこと、で起こりえる。しかし、そのような多重解間の遷移のメカニズムはまだよくわかっていない。

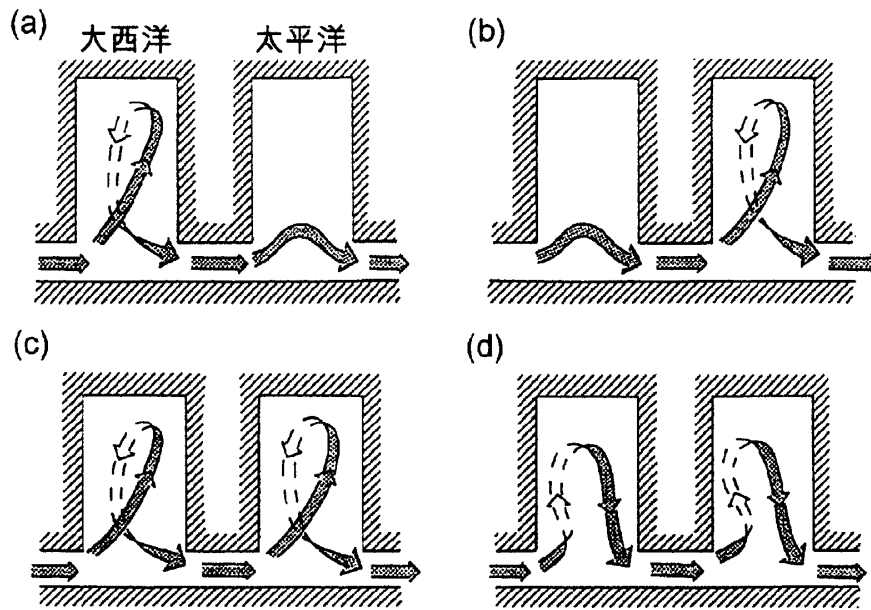


図 5. 海洋大循環の循環パターン

(同一境界条件下の多重解, Marotzke and Willebrand, 1991 の結果をもとに作成)

4. 研究の目的

研究の目的は、数値実験によって、海洋系のエントロピー生成率を評価し、海洋系の同一境界条件下の多重解間の遷移において、MEP を検証することである。ここで、簡単に、従来の研究と本研究の方法の差異について触れておきたい。従来の Paltridge らの方法は、先に述べたように、最初にエントロピー生成率最大を仮定し、その仮定のもとで得られた定常状態（温度、雲量、水平熱輸送の緯度分布）が観測値に近いことから、間接的にエントロピー生成率最大を検証しようとする試みであった。しかし、本研究の方法は、最初にエントロピー生成率最大を仮定せず、力学を含むモデルを用いて得られた同一境界条件下の多重解間の遷移において、直接的にエントロピー生成率最大を検証しようとする試みである。

5. エントロピー生成率の計算方法

海洋系とその外系の熱と塩分の輸送によるエントロピー生成率は、非圧縮及び単位体積あたりの熱容量を一定と仮定すると次のようになる (Shimokawa and Ozawa, 2001)。

$$dS/dt = \int \frac{\rho c}{T} \frac{\partial T}{\partial t} dV + \int \frac{Fh}{T} dA$$

$$+ \alpha k \int \frac{\partial C}{\partial t} \ln\left(\frac{1}{C}\right) dV + \alpha k \int F_s \ln\left(\frac{1}{C}\right) dA \quad (1)$$

ここで、 S はエントロピー、 ρ は密度、 c は定積比熱、 T は温度、 F_h は海表面での外向き熱フラックス、 α は塩分イオンの解離の効果（海洋では Na^+ と Cl^- で $\alpha=2.0$ ）、 k はボルツマン定数、 C は塩分分子の数密度、 F_s は海表面での外向き塩分フラックス、 V は海洋の全体積、 A は海表面の全面積を表す。右辺第1項は、海洋系の熱輸送によるエントロピー増加率、第2項は、外系の熱輸送によるエントロピー増加率、第3項は、海洋系の塩分輸送によるエントロピー増加率、第4項は、外系の塩分輸送によるエントロピー増加率を表す。これらの和が、全系のエントロピー生成率となる。ここで淡水量と淡水フラックスではなく、塩分量と塩分フラックスを使うのは、主に数値モデル上の取り扱いを簡便にするためである。実際の現象としては、正の塩分フラックスは蒸発、負の塩分フラックスは降水を表す。また、正の塩分フラックスは密度としても正のフラックス、負の塩分フラックスは密度としても負のフラックスになる。エントロピー生成率における淡水量と塩分量の互換性は、海水が希薄な理想溶液で、海水中の塩分の変動が塩分そのものの値に比べて十分小さいときに成立する (Shimokawa and Ozawa, 2001)。

6. MEP と流体の最大輸送説

ここで、(1)式の意味を考えてみるために、流体の最大輸送説について述べたい。流体力学の分野では、マクロな物理過程である熱と運動量の輸送に関する流体の最大輸送説が知られている。これは、ベナール型熱対流においては、熱輸送 (F) が最大となる状態で安定化 (Malkus, 1954) し、乱流シアフローにおいては、運動量輸送 (τ) が最大となる状態で安定化 (Busse, 1970) するというものである (図 6)。(1)式を使うと、この流体の最大輸送説と MEP が統一的に解釈できる (Ozawa et al., 2001)。

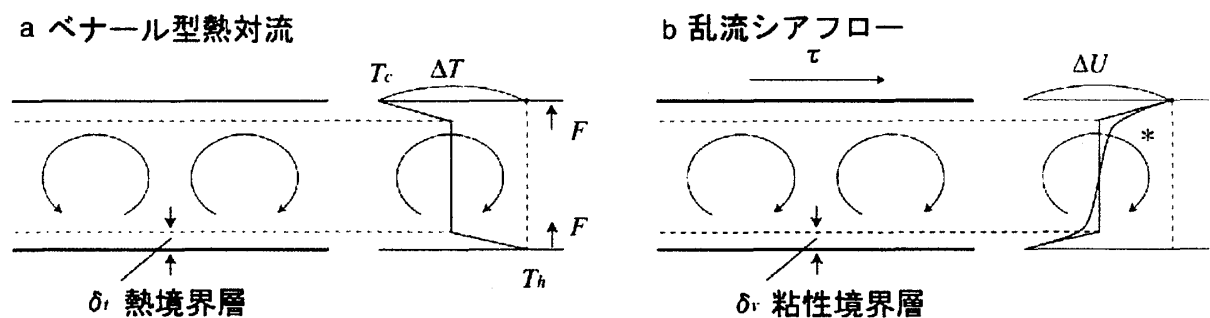


図 6. ベナール対流と乱流シアフローの概念図

まず、先ほどのエントロピー生成率のマクロな輸送の表現(1)は、定常状態で、物質の輸送を無視すると、(2)式のようになる。

$$dS/dt = \int \frac{F}{T} dA \quad (2)$$

一方、エントロピー生成率のミクロな散逸の表現は、物質の輸送を無視すると、(3)式のようになる。ここで Φ は散逸関数である。

$$dS/dt = \int \frac{1}{T} F \cdot \text{grad} \left(\frac{1}{T} \right) dV + \int \frac{\Phi}{T} dV \quad (3)$$

この 2 つの表現 ((2) 及び (3) 式) を結びつけると、定常状態におけるエントロピー生成率最大の条件は、(4) 及び (5) 式のようになる。

$$dS/dt = \int \frac{F}{T} dA \quad (4)$$

$$= \int \frac{1}{T} F \cdot \text{grad} \left(\frac{1}{T} \right) dV + \int \frac{\Phi}{T} dV = \text{Max.} \quad (5)$$

ここで、ベナール型対流における熱輸送 F が最大の条件は、境界の温度差が一定の場合 (4) 式の F が最大に対応し、乱流シアフローにおける運動量輸送 τ が最大の条件は、境界の速度差が一定の場合 (5) 式の $\Phi (= \tau \Delta U)$ が最大に対応する。すなわち、MEP は流体の最大輸送説をその一部として含むより汎用性の高い概念であることがわかる。

7. 数値モデルと実験方法

使用した数値モデルは、米国の地球流体力学研究所の MOM (Modular Ocean Model, <http://www.gfdl.gov/~smg/MOM/MOM.html>) という海洋大循環をシミュレートすることを目的として作られた数値モデルである。その方程式系は、ナビエーストークス方程式にブシネスク近似と静力学平衡を仮定し、これに熱と塩分の拡散移流方程式を加えたものである。モデル領域は、大西洋を模した南極周極流のある矩形海洋である (図 7 左)。ここで南極周極流というのは、地球上で唯一大陸に邪魔されないで一周することのできる南極のまわりの流れを表している。

このモデルの北半球高緯度に、一定期間 (500 年間) 塩分の擾乱を与え、その後取り除く、すなわち、境界条件をもとに戻す、という手順を繰り返すことにより、同一境界条件下の多重解を得ることができる (図 7 右)。

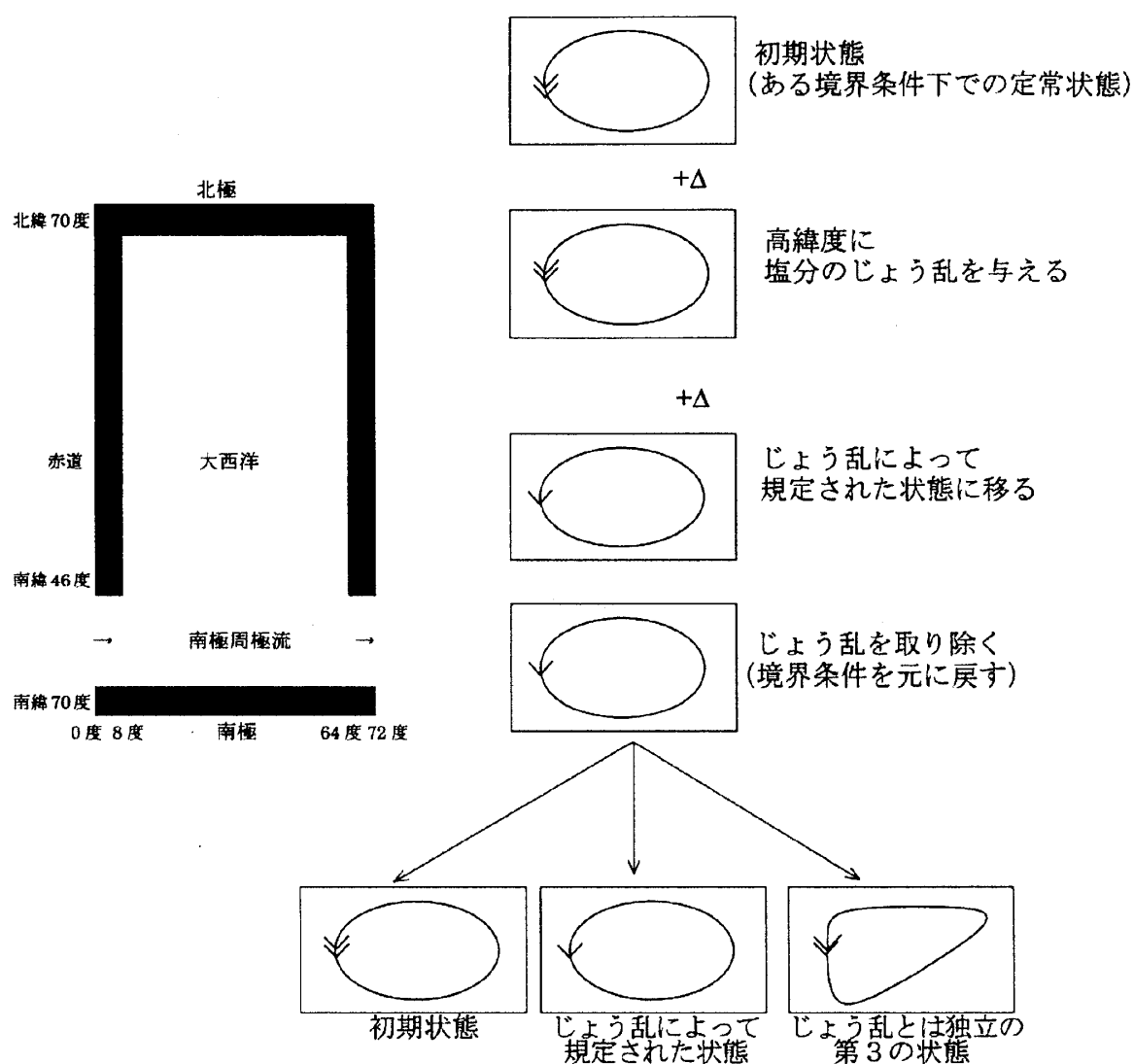


図7. モデル領域（左）と数値実験の概念図（右）

8. 数値実験の結果

前節で述べた手順の結果、本実験では、図8のような3つの北沈込の循環をもつ定常状態:N1, N2, N3と4つの南沈込の循環をもつ定常状態:S1, S2, S3, S4が得られた(Shimokawa and Ozawa, 2002). それぞれ循環の向きと強さや構造が異なる. N_{RBC} は、数値実験の最初に加えた初期状態を表す。

図9は、数値実験の結果を、特に多重解間の遷移の様子がわかるようにまとめたものである。横軸は流線関数の最大値、すなわち、循環の強さ、縦軸はエントロピー生成率を表す。左側にある点は南沈込の循環をもつ解、右側にある点は北沈込の循環をもつ解、矢印は遷移の方向、矢印の横にある $+\Delta$, $-\Delta$ などは遷移のためのトリガーとして与えたじょう乱の大きさと符号を表す。

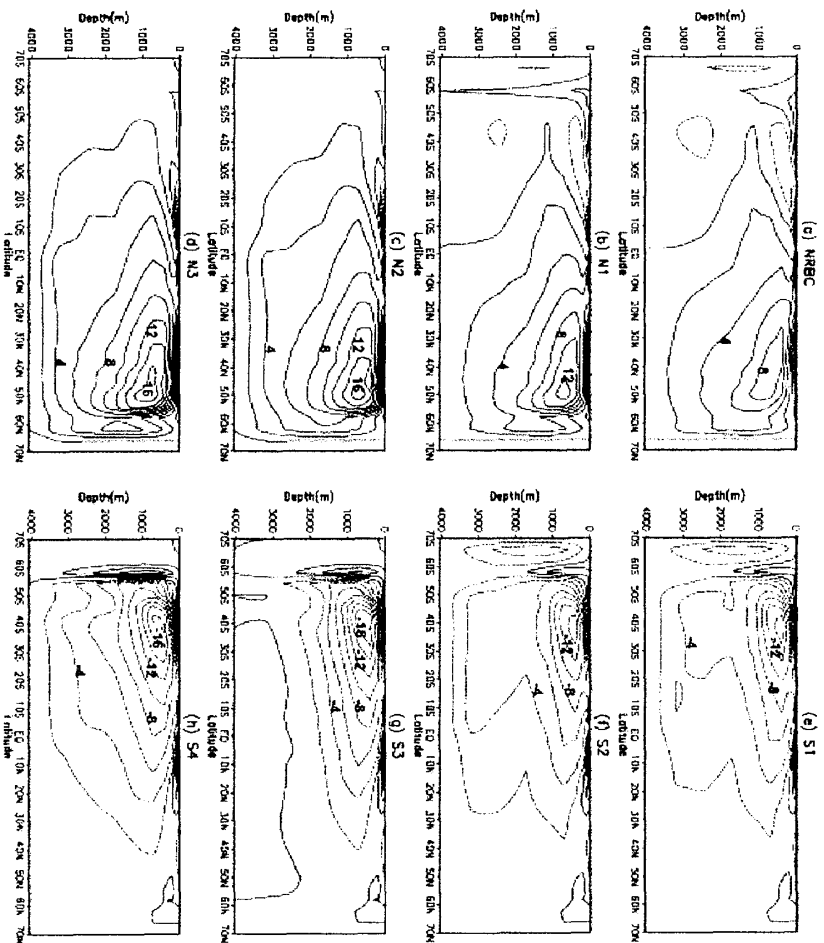


図 8 数値実験で得られた同一境界条件下の多重解

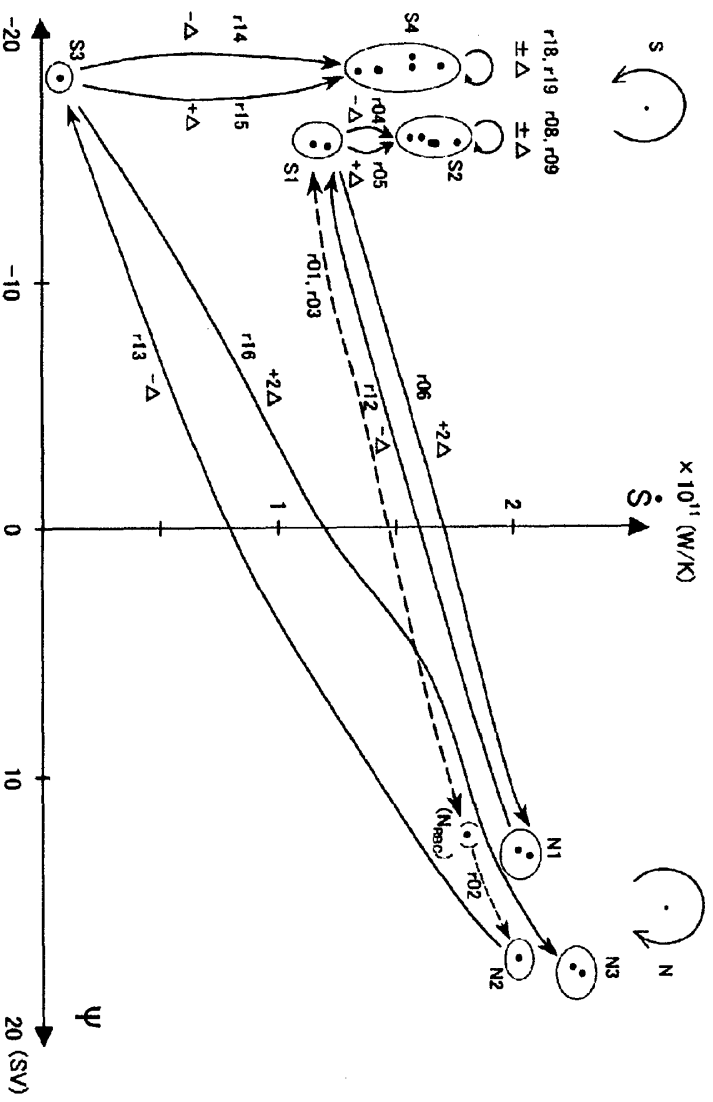


図 9 数値実験の結果のまとめ (記号の意味は本文参照)

南沈込の解の間の遷移においては、系は常にエントロピー生成率の増加する方向に遷移している。例えば、S3 からスタートすると、正の擾乱を与えても負の擾乱を与えても、よりエントロピー生成率の大きなS4に遷移する (r14, r15)。一方、S4 からスタートすると、正の擾乱を与えても負の擾乱を与えても、エントロピー生成率の小さなS3には戻らず、S4に留まる (r18, r19)。同様のことがS1とS2の間でも起こっている (r04, r05, r08, r09)。すなわち、これらの場合の遷移は、エントロピー生成率の増加する方向について不可逆であり、MEPを支持していることがわかる。

一方、北沈込から南沈込への遷移においては、エントロピー生成率の小さな状態に遷移している (r12, r13)。これらの遷移は、MEPに反しているようにみえる。しかし、これらの遷移は、初期の循環の沈込域に直接その循環を壊すような向きに擾乱が加えられており、その結果初期の循環が完全に崩壊したのち新しい循環に遷移する(すなわち、強い擾乱による強制的遷移の場合に限られることを示すことができる (Shimokawa and Ozawa, 2002)。

以上から、海洋系の同一境界条件下の多重定常解間の遷移は、擾乱が初期の循環を完全に崩壊させてしまうほど強く働く場合を除いて、系は常にエントロピー生成率の増加する方向に遷移し、MEPを支持すると考えることができる (そのほかの実験の詳細については、原論文 Shimokawa and Ozawa, 2001, 2002; Shimokawa, 2002 を参照されたい)。

9. MEP の応用

ここでは、MEPの応用について、前節までに記した海洋大循環についての研究結果の直接的な応用を含め、いくつかの例をあげて述べたい。

今日明日の天気というのではなく長期的な気候変動には、大気よりも海洋の方が支配的な役割をもつ。特に、過去の急激な気候変動において海洋循環のパターンのとりうる役割が大きいことが知られている。例えば、1万8千年前の最終氷期(LGM: Last Glacial Maximum)には、北大西洋深層水(NADW: North Atlantic Deep Water)の沈み込みの範囲が小さかったと考えられている。また、LGM以降の過去の急激な気候の変化(例えば、新ドライアス事件、8200年前の寒冷化など)もNADWの弱化に伴っていたと考えられている(Knutti et al., 2004)。また、近年二酸化炭素の排出量増加による温暖化が問題となっているが、二酸化炭素の排出量が増加し、温暖化することによって、極域の氷床等が融解し、海洋への淡水流入量が増加し、それにより熱塩循環が停止し、その結果として、逆に寒冷化を引き起こすというストーリーも可能性として考えられている(Alley, 2004)。このような海洋大循環の変化の際に現実にとりうる海洋の多重解の選択則としてMEPが使える可能性がある。

海洋大循環以外へのMEPの応用としては、まず、パターン形成への応用が考えられる(沢田, 1985, 1992)。例えば、 NH_4Cl 結晶の形態は過飽和度により $\langle 110 \rangle$ という形態から $\langle 111 \rangle$ という形態に遷移することが知られている。結晶形態により過飽和度の関数としてのエントロピー生成率は異なるが、エントロピー生成率の増加する方向への変化点(交点)に対

応する過飽和度の理論値 (= 0.21) は、形態の遷移が起こる実測値 (= 0.216) とほぼ一致する。すなわち、 NH_4Cl 結晶は、エントロピー生成率のより大きな形態に遷移してゆく (NH_4Cl 結晶の形態の遷移は、MEPと整合的である) と考えることができる (Hill, 1990)。また、雪崩の先端には波状パターンがみられることが知られている。スチロール球を使った粉粒体流動実験 (Nohguchi and Ozawa, 2006) によると、最初に反対向きの対の 2 つの渦が形成されると、流れと逆方向の空気抵抗の減少→流れの方向の速度の増加→運動エネルギーから位置エネルギーへの変換率の増加→さらなる渦運動の発達、というポジティブフィードバックが生じることにより先端の波状パターンが形成される。そして、その最終的な定常状態では、より高い運動エネルギーから位置エネルギーへの変換率、従って、より高いエネルギー散逸が達成される。すなわち、雪崩のヘッドにおける波状パターンの形成は、MEPと整合的であると考えられる。

次に、興味深い対象として、生命系への応用について述べたい。非平衡開放系として生命系をとらえる考え方はシュレディンガーなど古くからあるが、未解明な点はまだ多い。従って、個々の構成要素ではなく総体として生命を捉える熱力学的なアプローチが生命系とその進化の解明に有効かどうかというその適用可能性についてまず十分に検討することが重要である。その意味で、生命系にMEPを適用するということには、まだかなり不確かな部分があると思われるが、ここではあえてそのことについて考察してみたい。まず、生物の単体の個体に関しては必ず死が訪れるので、エントロピー生成率のより大きい方向に成長するというMEPをそのまま単純に適用することは難しいと思われる。しかし、生物の進化、特に、単細胞生物から多細胞生物への進化に目を向けると、流体循環の発達との類似性があることがわかる (Shimokawa & Ozawa, 2005)。すなわち、単細胞生物は拡散によってのみ熱と物質を輸送するが、多細胞生物になると循環構造を内部に作り出すことによってより効率的に熱と物質を輸送するようになる。ここにはなんらかの共通の物理があるのではないかと考えられる。ここまでは、単なるアナロジーなのであるが、これらを間接的に証拠づけるようなものとして生物のサイズとエネルギー代謝の相似則についての研究がある。生物の身体質量 W とエネルギー代謝 Q は $Q = aW^b$ という関数関係 (a, b はパラメータ、 b は生物種によらずほぼ一定) にあることが知られている (例えば、本川, 1992)。Zotin (1984) は、この式のパラメータ a は身体構造の複雑さにともなって増加する、つまり、進化に伴ってエネルギー代謝は増加することを見出した。このエネルギー代謝は、外界とのエネルギー交換、従って、エントロピー生成率に比例する。すなわち、このことは、生物の進化はMEPに従っている可能性があることを示す。そして、その進化に伴ってエントロピー生成率を増加させる具体的な仕組みのひとつが、先に述べたような生物における循環構造の形成と発達ではないかと考えることができる。

このほかの MEP の応用例については、最近出版された MEP を含めたエントロピー生成に関する話題を集めた書籍 : A. Kleidon and R. D. Lorenz Eds.: *Non-equilibrium Thermodynamics and the Production of Entropy: Life, Earth and Beyond*, Springer-Verlag,

Berlin, 2005. や MEP に関するレビュー (Lorenz, 2003; Ozawa et al., 2003; Whitefield, 2005; Martyushev and Seleznev, 2006 など) を参照されたい.

10. まとめと今後の展望

本研究では、海洋系とその外系の熱と塩分の輸送に伴うエントロピー生成率を計算する方法を導出し、その方法を海洋大循環モデルに適用することによって、海洋系の同一境界条件下の多重解間の遷移において MEP を検証した. 数値実験の結果は、擾乱が初期の循環を完全に崩壊させてしまうほど強く働く場合を除いて、系は常にエントロピー生成率の増加する方向に遷移し、MEP を支持することを示した.

前節で述べたように、MEP はさまざまな開放散逸系について成立する可能性が示されている. さらに、最近 Lorenz et al. (2001) は MEP が火星やタイタン (土星の衛星) の大気の定常状態についても成立する可能性を示した. また、3 節で述べたように最近 Ozawa et al. (2001) は MEP が流体の最大輸送説をその一部として含むより一般的な概念であることを示した. これらの研究は、MEP の一般性を示すものと考えられる. しかし、このような MEP の一般性に関わらず、現在までの MEP についてのサポートは主に経験的なものである. 理論的背景を探る試みもいくつかなされているが (Paltridge, 2001; Dewar, 2003; Ozawa et al., 2003), 未だ確定的なものはない. それゆえ、MEP の適用条件を決めるために、よりさまざまな開放散逸系について MEP が成立するかどうかを調べると共に、理論的背景を探るさらなる試みが求められる.

謝辞:

本稿の主な内容は、小澤久氏 (広島大学) との共同研究によるものです. ここに記して感謝の意を表します. また、本研究は、科学研究費補助金 (文部科学省)、防災科学技術研究所、及び、広島大学によってサポートされました.

参考文献:

- Alley, R. B (2004): Abrupt Climate Change. *Scientific American*, **291-5** (November 2004), 62-69.
- Broecker, W. S. (1987): The Biggest Chill. *Natural History Magazine*, **97**, 74-82.
- Busse, F. H. (1970): Bounds for turbulent shear flow. *J. Fluid Mech.*, **41**, 219-240.
- Dewar, R. (2003): Information theory explanation of the fluctuation theorem, maximum entropy production and self-organized criticality in non-equilibrium stationary states. *J. Phys. A Math. Gen.*, **36**, 631-641.

- Grassl, H. (1981): The climate at maximum entropy production by meridional atmospheric and oceanic heat fluxes. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **107**, 153-166.
- Hill, A. (1990): Entropy production as the selection rule between different growth morphologies. *Nature*, **348**, 426-428.
- Knutti, R., J. Fluckiger, T. F. Stocker and A. Timmermann (2004): Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, **430**, 851-856.
- Lorenz, R. D., J. I. Lunine, P. G. Withers and C. P. McKay (2001): Titan, Mars and Earth: entropy production by latitudinal heat transport. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 415-418.
- Lorenz, R. D. (2003): Full steam ahead. *Science*, **299**, 837-838.
- Malkus, W. V. R. (1954): The heat transport and spectrum of thermal turbulence. *Proc. Roy. Soc. London*, **A225**, 196-212.
- Marotzke, J., and J. Willebrand (1991): Multiple equilibria of the global thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1372-1385.
- Martyushev, L. M. and V. D. Seleznev (2006): Maximum entropy production principle in physics, chemistry and biology. *Phys. Rep.*, **426**, 1-45.
- 本川達雄(1992): ゾウの時間ネズミの時間－サイズの生物学－, 中央公論社, 東京.
- Nohguchi, Y. and H. Ozawa (2006): Twin vortex formation at moving fronts of granular particles flowing on a slope. *Phys. Rev. E*, submitted.
- Noda, A., and T. Tokioka (1983): Climates at minima of the entropy exchange rate. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **61**, 894-908.
- Ozawa, H., and A. Ohmura (1997): Thermodynamics of a global-mean state of the atmosphere - a state of maximum entropy increase. *J. Climate*, **10**, 441-445.
- Ozawa H., A. Ohmura, R. D. Lorenz and T. Pujol (2003): The second law of thermodynamics and the global climate system: a review of the maximum entropy production principle. *Rev. Geophys.*, **41**, 4/1018.
- Ozawa H., S. Shimokawa and H. Sakuma (2001): Thermodynamics of fluid turbulence: A unified approach to the maximum transport properties. *Phys. Rev.*, **E64**, 026303-1-026303-8.
- Paltridge, G. W. (1975): Global dynamics and climate - a system of minimum entropy exchange. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **101**, 475-484.
- Partridge, G. W. (2001): A physical basis for a maximum of thermodynamic dissipation of the climate system. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **127**, 305-313.
- Prigogine, I. (1955): Introduction to thermodynamics of irreversible processes. John Wiley & Sons Inc., New York.

- Prigogine, I. and D. Kondepudi (1999): *Thermodynamique - des moteurs thermiques aux structures dissipatives -*. les Editions Odile Jacob, Paris.
- Sawada, Y. (1981): A thermodynamic variational principle in nonlinear non-equilibrium phenomena. *Prog. Theor. Phys.*, **66**, 68-76.
- 沢田康次 (1985): 自然界における形態形成とその熱力学. 「エントロピー」(小野周 編), 朝倉書店, 東京, 160-177.
- 沢田康次 (1992): パターン形成と熱力学. *数理科学*, **No. 350**, 9-11.
- Shimokawa, S. and H. Ozawa (2001): On the thermodynamics of the oceanic general circulation: entropy increase rate of an open dissipative system and its surroundings. *Tellus*, **A53**, 266-277.
- Shimokawa, S. and H. Ozawa (2002): On thermodynamics of the oceanic general circulation: Irreversible transition to a state with higher rate of entropy production. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **128**, 2115-2128.
- Shimokawa, S. (2002): Thermodynamics of the oceanic general circulation: entropy increase rate of a fluid system. PhD thesis, Tokyo University.
- Shimokawa, S. and H. Ozawa (2005): Thermodynamics of the Oceanic General Circulation: A Global Perspective of the Ocean system and Living systems. in "Non-equilibrium Thermodynamics and the Production of Entropy: Life, Earth and Beyond" (edited by A. Kleidon and R. D. Lorenz), Springer-Verlag, Berlin, 121-134.
- Whitfield, J. (2005): Out Order of Chaos. *Nature*, **436**, 905-907.
- Zotin, A. I. (1984): Bioenergetic Trends of Evolutionary Progress of Organisms. in "Thermodynamics and Regulation of Biological Progresses" (edited by I. Lamprecht and A. I. Zotin), Walter de Gruyter, Berlin, 451-458.